北极山地冰川物质平衡变化及其对气候的响应

王盼盼[1]， 李忠勤[1,2]， 王璞玉[2]， 何海迪[1]， 梁鹏斌[1]， 牟建新[1]

（1. 西北师范大学地理与环境科学学院，甘肃 兰州 730070；2. 中国科学院西北生态环境资源研究院冰冻圈科学国家重点实验室/天山冰川观测试验站，甘肃 兰州 730000）

摘 要：冰川物质平衡作为表征气候变化的重要指标，通常被用来评估冰川对径流及海平面上升的贡献。本文采用世界冰川监测服务处（World Glacier Monitoring Service, WGMS）最新公布的物质平衡、平衡线高度及积累区面积比率资料，以北极地区具有长时间观测序列的23条冰川为研究对象，分析了北极山地冰川物质平衡状况及物质平衡与平衡线高度和积累区比率的关系。分析表明：（1）1960—2017年北极冰川厚度平均减薄14.8 m，俄罗斯北极减薄最小，为4.3 m，阿拉斯加地区减薄最严重，为27.7 m；（2）23条冰川中，仅Engabreen冰川平均物质平衡为正值，Kongsvegen冰川保持微弱的负平衡，其他21条冰川的物质平衡均处于较强的负平衡状态，北极冰川整体物质损失严重；（3）过去60 a，北极冰川物质平衡整体呈负平衡，20世纪90年代后期开始，冰川开始加速消融，损失速率从$-128.2\ mm\cdot a^{-1}$上升至$-594\ mm\cdot a^{-1}$；（4）物质平衡与平衡线高度呈负相关，与积累区比率呈正相关，相关性显著；（5）北极气温升高是冰川物质消融的主要原因，90年代之后气温大幅度升高造成同期冰川物质大量流失，降水量对物质平衡影响较小。

关键词：冰川变化；物质平衡；平衡线高度；山地冰川；北极

冰川是气候、地形等综合因素的产物，受气候变化的影响，同时也会记录气候及周围环境变化的信息[1]。过去30余年，由于气候变化引发的冰川加速消融，造成的海平面上升、水资源、水循环和生态环境等方面的问题日益加剧，受到社会各界关注。近几十年来，北极地表温度大幅上升，上升幅度可达$1.2\ ℃\cdot(10a)^{-1}$，是全球温度上升的2倍，被称为"北极放大"（Arctic Amplification）[2-3]。物质平衡反映冰川消融和积累的关系，较低的温度或丰沛的降水量有助于冰川物质积累，反之，冰川物质则遭受损失。物质平衡是对气候变化最直接的响应，研究冰川物质平衡变化有助于了解过去气候变化情况，预测未来气候变化趋势。北极地区纬度高，对气候变化的响应十分敏感，已然成为国际研究的焦点区域[4-5]。

物质平衡作为冰川与气候变化的纽带，目前，已经在全球范围内展开研究。就冰川物质平衡数据质量而言，北半球斯瓦尔巴、加拿大北极、阿拉斯加地区冰川物质平衡数据可信度较高[6-7]。鉴于冰川物质平衡的重要意义，它一直是传统冰川学观测和研究的重要内容。Huss等[8]基于卫星遥感和质量平衡模型发现加拿大北极地区Laika冰川冰舌部分消融严重，处于解体状态，1959—2006年，物质平衡为-0.41 m w.e. a^{-1}，预测该冰川将于2100年完全消失。Hodson等[9]发现，1966—1988年，Austre Brøggerbreen冰川累积物质平衡负增长趋势强烈，1912—1988年冰川厚度变薄约40 m。Josberger等[10]估算1989—2004年阿拉斯加地区Wolverine和Gulkana冰川平均物质平衡分别为-0.90 m w.e.和-0.80 m w.e.。以往研究多是针对单个区域、单条冰川进行研究的，缺乏对北极地区各个区域冰川的物质平衡进行对比分析。鉴于此，本文利用物质平衡资料，对北极5个区域、23条冰川物质平衡的变化特征进行总结与比较，并简要分析其气候背景，便于全面了解北极冰川变化，及对气候变化的响应。

收稿日期：2019－12－05； **修订日期**：2020－06－20

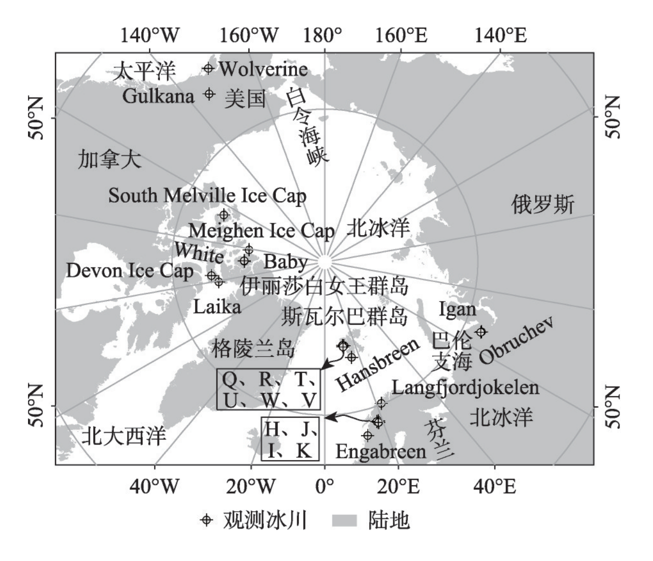
基金项目：中国科学院战略性先导科技专项（A类）(XDA20060201，XDA20020102)；国家自然科学基金项目(41761134093，41471058，41771077)资助

作者简介：王盼盼（1994-），女，在读硕士研究生，从事冰川变化研究. E-mail: 850946864@qq.com

通讯作者：李忠勤. E-mail: lizq@lzb.ac.cn

1 研究区概况

目前,对于北极地区的南界划分包括北极圈、7月10 ℃等温线及北极树木线等,尚不统一。本研究采用北极理事会下属北极监测与评估项目(Arctic Monitoring and Assessment Programme, AMAP)界定的范围:北极地区(图1)基本包括北极圈(66°32′N)以北的陆地和海洋、62°N以北的亚洲地区、60°N以北的北美洲地区、阿留申群岛北部的海洋、哈德逊湾以及拉布拉多海在内的北大西洋部分区域,总面积达3.33 × 10^7 km^2,共发育冰川57829条,面积约421257 km^2,冰川类型多样[11]。北极地区,冬季(11月至次年4月)寒冷漫长,夏季(7—8月)短暂,1月最低温-40 ℃,最高温-20 ℃,8月平均气温在8 ℃以下[12]。北极地区在极地东风带控制下,年降水量较少,且以降雪为主,大部分地区降水量低于250 mm。在沿海地区,受海洋性气候及洋流的影响,气候较为温暖湿润,然而在内陆地区,气候则以干冷为主[13]。



注:H、I、J、K、Q、R、T、U、V、W分别为:Storglaciaren(67.90°N,18.56°E)、Marmaglaciaeren(68.08°N,18.68°E)、Riukojietna(67.90°N,18.56°E)、Rabots glacier(67.91°N,18.5°E)、Austre Lovénbreen(78.87°N,12.15°E)、Austre Brøggerbreen(78.88°N,11.83°E)、Irenbreen(78.66°N,12.12°E)、Kongsvegen(78.8°N,12.98°E)、Midtre Lovénbreen(78.88°N,12.04°E)、Waldemarbreen(78.67°N,12.06°E)冰川。

图1 北极地区位置及观测冰川分布示意图

Fig. 1 Map of Arctic area and location of observed glaciers

2 数据源与研究方法

2.1 数据资料

使用北极5个地区23条冰川(表1)的物质平衡、平衡线高度及积累区比率资料分析了冰川物质平衡变化特征、区域差异及物质平衡与平衡线高度及积累区比率的关系,并结合北极气温降水数据分析了冰川物质平衡变化的气候背景。包括平衡线高度和积累区比率在内的物质平衡数据来自WGMS(https://wgms.ch/)。斯瓦尔巴地区、斯堪的纳维亚地区的6个气象站(表2),气温降水数据来自挪威气象研究所,其余地区气温及全部降水数据源自美国国家海洋和大气管理局(NOAA)(http://www.noaa.gov/web.html)。

2.2 物质平衡计算方法

单点物质平衡采用传统的冰川学方法,即在冰川表面架设花杆网,测量不同时间花杆上端到冰面的长度,2次读数之差为冰雪融化的深度,结合冰川密度(850 kg·m^{-3})可得到单点物质平衡。整个冰川物质平衡可用等值线法计算,即在大比例尺的冰川地形图上绘入单点物质平衡值 B_i,可得到整条冰川的物质平衡等值线图。整条冰川的年物质平衡 B_n 通过如下公式计算:

$$B_n = \sum_{1}^{n} s_i B_i / S$$

式中:s_i 为相邻等值线的投影面积;n 为 s_i 的总数量;B_i 为 s_i 的平均净平衡;S 为冰川总面积。对各个区域的冰川自观测时间以来的物质平衡进行算术平均计算,可得到各区域年平均物质平衡。将区域年物质平衡值进行累积计算,最终可得到区域累积物质平衡。

3 冰川物质平衡变化

3.1 单条冰川物质平衡变化特征

选取北极有较长时间观测序列的23条冰川进行物质平衡分析,旨在揭示北极山地冰川变化的一般规律。图2展示了北极地区单条冰川物质平衡年际变化,从图2中可以看出,23条冰川中,仅Engabreen冰川平均物质平衡为正值,年均物质平衡及累积物质平衡分别为17 mm、832 mm;Kongsvegen冰川表现为微弱的负平衡,年均物质平衡及累积物质平衡分别为-82 mm、-2545 mm,其他21条冰川年均物质平衡值介于-134 ~ -975 mm;Obruchev冰川年均物质平衡值较大,为-134 mm;Langfjordjøkelen冰川年均物质平衡值最小,为-975 mm,处于强烈的物质

表1 北极23条监测冰川基本信息

Tab. 1 Basic information on 23 glaciers monitored in the Arctic

监测冰川	海拔/m	面积/km²	长度/km	所属地区	观测时间/年
South Melville Ice Cap	526～715	40.0	–	加拿大北极	1963—1975,1981—2016
White	1242～2133	38.5	14.0	加拿大北极	1960—1978,1983—2016
Devon Ice Cap	0～1820	1668.0	50.0	加拿大北极	1961—2016
Meighen Ice Cap	90～260	60.0	56.0	加拿大北极	1960—2016
Laika	20～520	4.3	3.8	加拿大北极	1959—2005
Baby	710～1170	0.6	1.4	加拿大北极	1960—1977,1990—2005
Langfjordjøkelen	302～1050	3.2	4.2	斯堪的那维亚	1989—1993,1996—2016
Storglaciären	1140～1720	2.9	3.4	斯堪的那维亚	1946—2016
Marmaglaciaeren	1340～1740	3.9	3.3	斯堪的那维亚	1990—2016
Riukojietna	1130～1450	2.8	2.3	斯堪的那维亚	1986—2012,2015
Rabots glacier	1090～1930	3.7	3.7	斯堪的那维亚	1986—2012,2015
Engabreen	315～1957	47.2	9.6	斯堪的那维亚	1970—2017
Wolverine	436～1672	15.9	8.0	阿拉斯加	1966—2017
Gulkana	1217～2459	16.3	7.5	阿拉斯加	1966—2017
Igan	820～1180	0.7	1.4	俄罗斯北极	1958—1981
Obruchev	396～650	0.3	0.9	俄罗斯北极	1958—1981
Austre Lovénbreen	107～550	4.5	3.7	斯瓦尔巴	2005—2016
Austre Brøggerbreen	60～600	6.1	6.0	斯瓦尔巴	1967—2017
Hansbreen	0～510	56.7	15.4	斯瓦尔巴	1989—1995,1998—2016
Irenbreen	125～650	4.1	3.9	斯瓦尔巴	2002—2016
Kongsvegen	0～1050	101.9	27.0	斯瓦尔巴	1987—2017
Midtre Lovénbreen	50～650	5.5	4.8	斯瓦尔巴	1968—2017
Waldemarbreen	150～570	2.5	3.3	斯瓦尔巴	1995—2016

注:–表示该数据资料缺失。

表2 斯瓦尔巴、斯堪的纳维亚地区气象站位置信息

Tab. 2 Information of meteorological stations in Svalbard and Scandinavia

气象站	Tromso	Karasjok	Jan Mayen	Vardo radio	Ny-Alesund	Svalbard lufthavn
经度(E)/(°)	18.52	25.24	8.41	30.00	11.48	15.22
纬度(N)/(°)	69.35	69.24	70.52	70.33	78.52	78.11

损失状态,累积物质平衡介于−2711～31712 mm;Austre Lovénbreen冰川累积物质平衡值较大,为−2711 mm,冰川厚度减薄3 m;Gulkana冰川累积物质平衡值最小,为−31712 mm,冰川厚度约减薄35 m,说明该冰川消融量最多。北极冰川物质平衡变化速率介于189 mm·$(10a)^{-1}$～−576 mm·$(10a)^{-1}$,平均变化速率为−160 mm·$(10a)^{-1}$,其中Obruchev、Igan、Storglaciären和Laika冰川(图2p,2o,2h和2e)物质平衡表现出不同的增加趋势,增速分别为189 mm·$(10a)^{-1}$、111 mm·$(10a)^{-1}$、42 mm·$(10a)^{-1}$及11 mm·$(10a)^{-1}$,但平均物质平衡依然处于负平衡状态,并不能改变北极冰川物质平衡的总体变化趋势,Irenbreen和Austre Lovénbreen冰川(图2s,2w)表现出强烈的负增长趋势,变化速率为−576 mm·$(10a)^{-1}$、−520 mm·$(10a)^{-1}$。冰川物质平衡波动方面,加拿大北极、斯瓦尔巴地区的冰川物质平衡波动幅度相对较小,斯堪的纳维亚地区、俄罗斯北极地区冰川物质平衡波动幅度较大。

3.2 冰川物质平衡变化的区域特征

冰川物质平衡是区域气候、地形条件及地理位置等多种因素的综合产物,因此冰川物质平衡在同一地区具有相似性,不同地区则表现出差异性[14]。从图3中可以看出,北极各个地区冰川物质平衡基本呈下降趋势(俄罗斯北极因时间序列停滞在1981

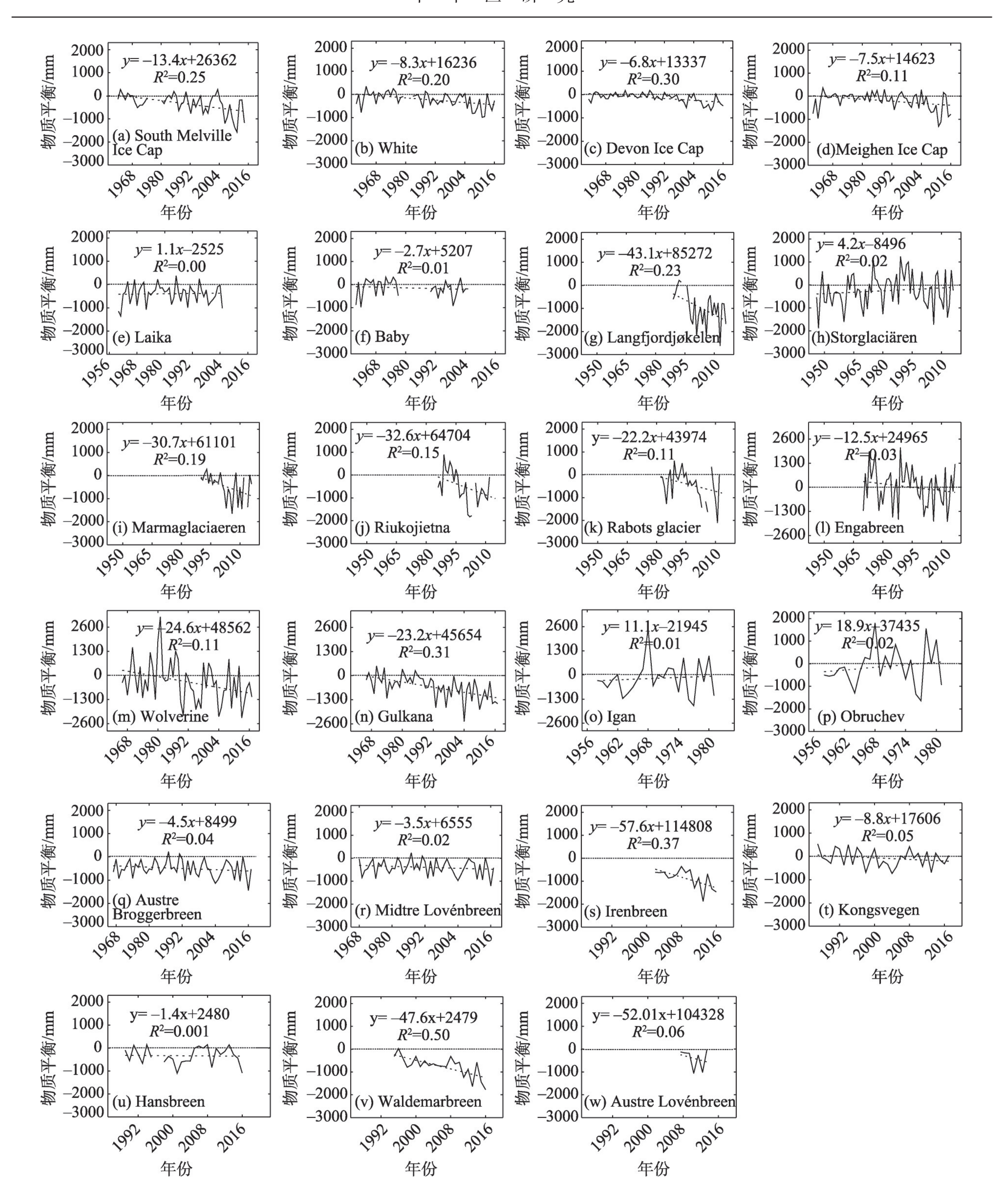


图2 冰川物质平衡年际变化

Fig. 2 Interannual changes of glacier mass balance

年,暂时呈正物质平衡趋势),不同地区呈现出不同的变化趋势,具有鲜明的区域特征。

加拿大北极地区(图3a)冰川物质平衡观测时间较长,1960—2016年冰川物质平衡在−1080~251 mm之间变化,平均物质平衡为−236 mm,物质平衡倾斜率(以下用K_{MMB}表示)K_{MMB}=−6.54 mm·a^{-1},该区冰川物质平衡变化幅度较小,呈现出缓慢的负平衡增长趋势。加拿大北极地区以极地气候为主,冰川对气候变化敏感度较低。西风强劲,风吹雪现象把迎风坡和冰川顶部的大量积雪重分配到背风

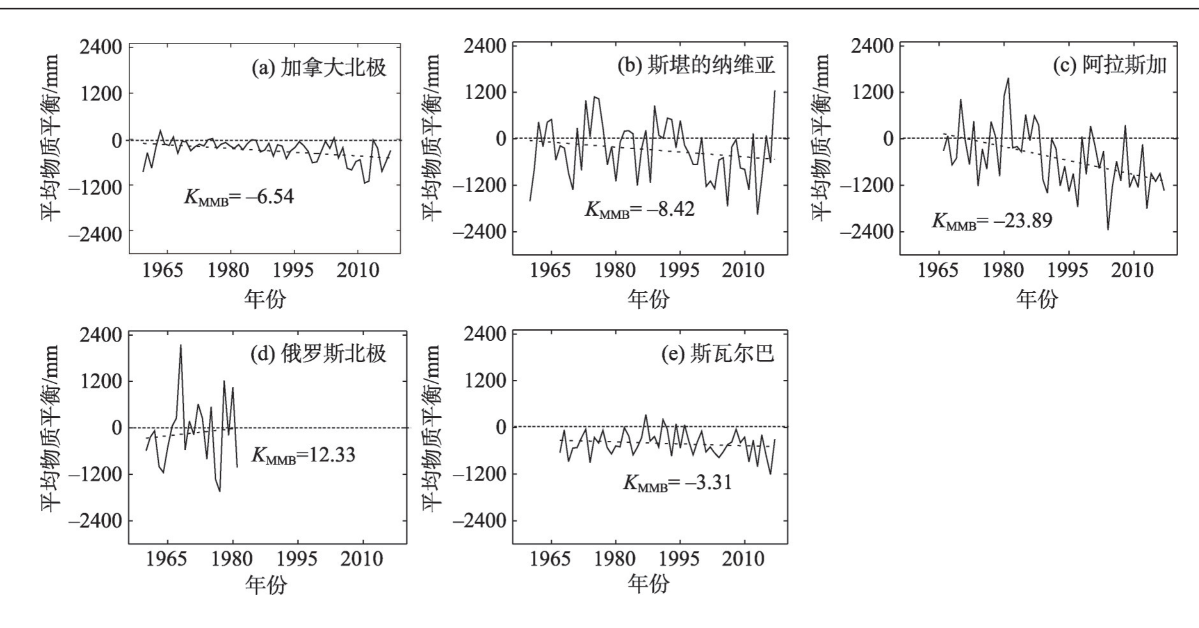


图3 区域冰川物质平衡年际变化

Fig. 3 Interannual mass balance changes of the glaciers

坡,导致与海拔高度不相关的积累模式。

斯堪的纳维亚地区(图3b)的冰川受大西洋涛动(NAO)和北极涛动(AO)的影响较大[15−16]。1960—2017年,冰川物质平衡介于−1959~1250 mm,平均物质平衡值为−429 mm,K_{MMB}=−8.42 mm·a^{-1},该地区冰川物质平衡波动较大,年际变化较明显,58 a间该区冰川出现了以1965、1975、1992年为中心的3个明显正平衡时期,但2000年之后冰川物质出现了强烈的亏损,2006年亏损最为显著,物质平衡为−1739 mm。Langfjordjøkelen冰川位于斯堪的纳维亚最北端,盛行西风和西南风从海洋上带来大量的暖湿气流[17]。Andreassen等[18]估算Langfjordjøkelen冰川1989—2009年均物质平衡和累积物质平衡分别为−0.9 m w. e.,冰川物质亏损比该地区其他冰川都剧烈。与其他更靠南的冰川相比,Langfjordjøkelen冰川物质平衡变化与NAO和AO仅仅有微弱的关系[15−16]。

阿拉斯加地区(图3c),1966—2017年冰川物质平衡在−2355~1575 mm,平均物质平衡为−479 mm,K_{MMB}=−23.89mm·a^{-1},该区冰川负平衡增长趋势最显著,冰川物质平衡年振幅最大。1988年之前冰川正平衡年份较多,冰川显示出微弱的增加趋势,1988年之后冰川处于强烈的消融状态,2004年物质平衡出现最低,为−2355 mm,使得阿拉斯加地区冰川累积物质平衡超出北极平均水平。Wolverine冰川位于阿拉斯加南部海岸附近,受到太平洋东北部温暖潮湿的海洋气候的强烈影响,冬季平衡与太平洋十年涛动(Pacific Decadal Oscillations,简称“PDO”)密切相关,Gulkana冰川位于阿拉斯加内陆,物质平衡与夏季平衡的关系更为密切[8]。

俄罗斯北极地区(图3d)以西风气流为主,北大西洋和巴伦支海上空的低气团是全年降水主要来源。Igan和Obruchev冰川的物质平衡年际变化规律相似(图3o,3p)。1958—1981年该地区冰川物质平衡在−1650~2150 mm,平均物质平衡为−161 mm,K_{MMB}=−12.33 mm·a^{-1},物质平衡年际变化较大,1968年平均物质平衡达到最大,为2150 mm,1977年达到最小,为−1650 mm。Voloshina[19]发现,1958—1980年Igan和Obruchev冰川冬季物质平衡分别为2.32 m w.e.和2.71 m w.e.,夏季物质平衡为−2.52 m w.e.和−2.86 m w.e,冰川消融和积累具有强烈的年际变化。

斯瓦尔巴(图3e)境内大部分冰川为亚极地型或多热型[20]。受大西洋暖流的影响,和同纬度其他地区相比,斯瓦尔巴地区气温较高[21]。1967—2017年冰川物质平衡在−1215~332 mm,平均物质平衡为−476 mm,K_{MMB}=−3.31 mm·a^{-1},物质平衡年际变化较小,冰川处于微弱的消融状态。Austre Brøggerbreen,Kongsvegen和Midtre Lovénbreen冰川具有较长时间序列的物质平衡观测资料,1968—2017年冰川物质平衡分别为−501 mm、−82 mm、−397 mm,仅有Kongsvegen冰川保持短期内的平衡波动。自

1989年以来，Hansbreen冰川表面物质平衡损失-28 cm w.e. a-1，风吹雪现象对该冰川影响极大[22]。

图4为北极4个地区累积物质平衡曲线，俄罗斯北极地区Igan和Obruchev冰川累积物质平衡变化规律一致。从整个北极地区角度来看，尽管个别冰川物质平衡出现了正平衡趋势，但随着全球气温的升高，全球大部分冰川强烈退缩，北极地区也不可避免的出现负平衡增长趋势。由此表明，在全球气候变暖背景下，北极山地冰川物质平衡出现强烈的负平衡增长趋势，冰川处于剧烈的消融状态。

3.3 北极山地冰川物质平衡状况及总体变化特征

20世纪60年代以来，北极冰川物质平衡总体呈负平衡增长趋势（图5），平均物质平衡为-390 mm，累积物质平衡为-25480 mm。60年代，冰川物质平衡呈增长趋势，10 a间物质平衡增加510 mm；70年代，冰川物质平衡处于稳定的负平衡状态，年际变化比较小；80年代中期，冰川物质平衡处于波动下降趋势；90年代后期，冰川加快消融，负平衡趋势增强。累积物质平衡在90年代后期开始剧烈下降，之前，北极冰川处于稳定退缩状态，年均物质亏损-165 mm，90年代后期开始，冰川开始加速消融，年均物质亏损-575 mm，损失速率从-128.2 mm·a-1上升至-594 mm·a-1。

北极5个地区冰川平均物质平衡（MMB）、物质平衡倾斜率及累积物质平衡（AMB）如表3所示。分析表明，俄罗斯北极地区、加拿大北极地区的冰川物质平衡较低，物质亏损较小，冰川厚度减薄约4.3～12.8 m。斯堪的纳维亚、阿拉斯加和斯瓦尔巴

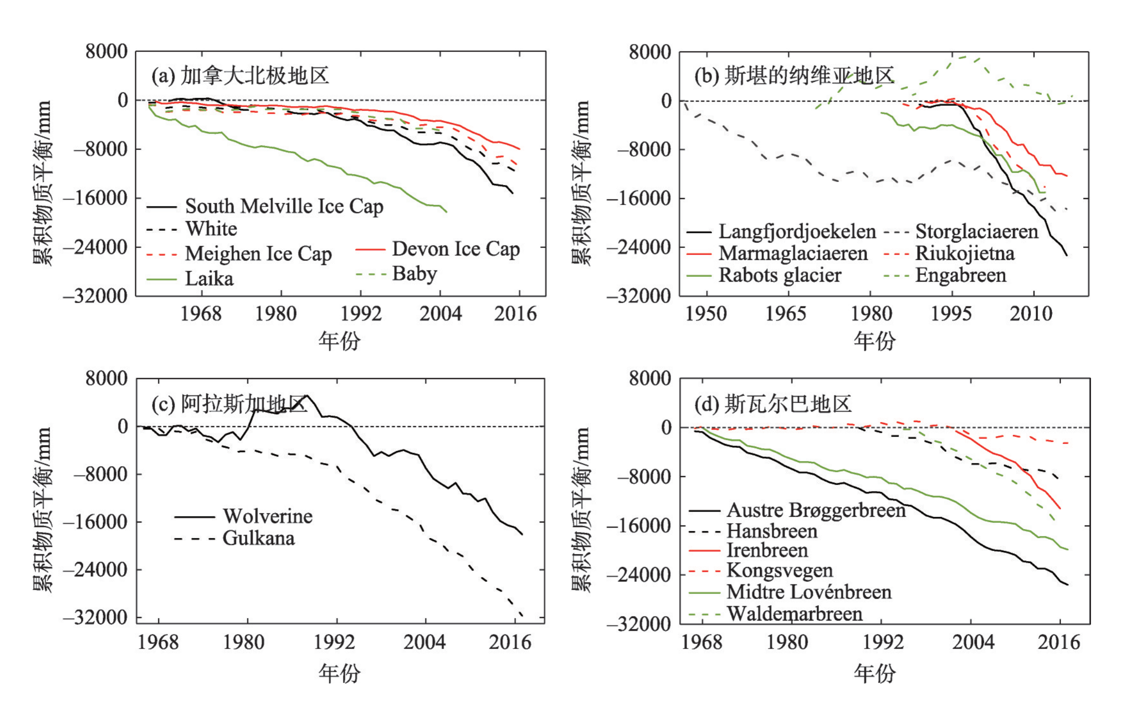


图4 区域冰川累积物质平衡变化

Fig. 4 Accumulative mass balance changes of the glaciers

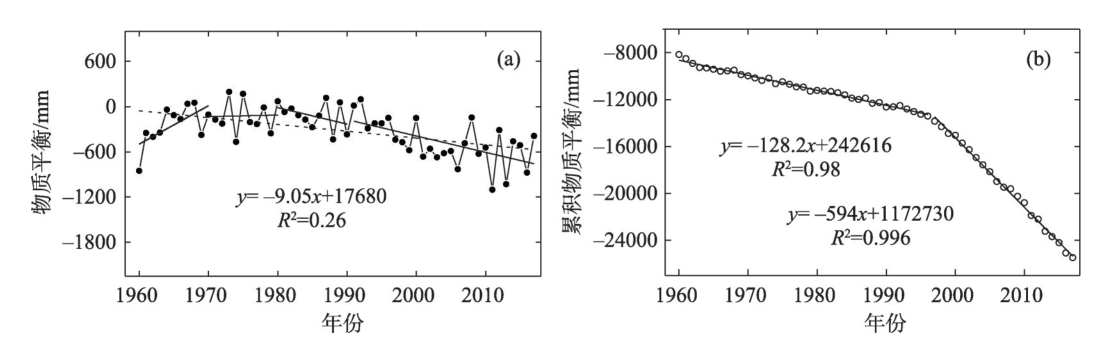


图5 1960—2017年北极山地冰川平均物质平衡及累积物质平衡曲线

Fig. 5 Changes of glacier mass balance and accumulative mass balance in Arctic from 1960 to 2017

表3 北极5个地区冰川物质平衡及累积物质平衡

Tab. 3 Mean mass balance and accumulative mass balance of glacier in the five regions of the Arctic

地区	MMB/mm	K_{MMB}/(mm·a^{-1})	AMB/mm
加拿大北极	-236	-6.54	-11515
斯堪的纳维亚	-429	-8.42	-13624
阿拉斯加	-479	-23.89	-24909
俄罗斯北极	-161	12.33	-3855
斯瓦尔巴	-476	-3.31	-12724

的冰川物质平衡较高,物质亏损严重,冰川减薄约14.1~27.7 m。K_{MMB}表示冰川物质平衡的变化速率,K_{MMB}大于0表明物质平衡呈增加趋势;反之亦然。北极5个地区山地冰川物质平衡曲线的K_{MMB}在12.33~-23.89 mm·a^{-1},仅有俄罗斯北极的K_{MMB}为正值,其余地区均为负值。俄罗斯北极地区Igan和Obruchev冰川物质平衡观测止步于1981年,暂时处于正平衡趋势,其余地区冰川物质平衡观测延续至今,表现出不同程度的负平衡趋势,斯瓦尔巴地区冰川物质流失速度最慢,阿拉斯加地区冰川物质流失速度最快。

3.4 冰川物质平衡与平衡线高度和积累区比率的关系

平衡线高度(Equilibrium-Line Altitude,ELA)是指冰川上物质积累与消融达到平衡位置的海拔高度。积累区面积比率(Accumulation Area Ratio,AAR)是指冰川积累区在整个冰川面积中所占比率,其大小反映了冰川的补给状况[23]。积累区比率等于0时,整条冰川均处于消融状态,消融区面积不再增加,但冰川物质的负平衡趋势将会不断增强[24]。

由表4可知,北极18条冰川(其余5条冰川暂无ELA和AAR数据)物质平衡与ELA呈负相关关系,与AAR呈正相关关系,且相关性较强。Devon Ice Cap冰川物质平衡减少100 mm时,平衡线高度上升幅度最大,为113 m,其次是White冰川,Storglaciären、Marmaglaciaeren 、Igan及Obruchev冰川ELA上升最小。Hansbreen和Storglaciären冰川积累区比率分别上升12%、6%,在现有观测时期内,冰川存在稳定的积累区域。Langfjordjøkelen冰川积累区比率下降最严重,为-60%,该冰川在1989—2016年,有11 a AAR为0,整条冰川沦为消融区。Riukojietna冰川积累区比率下降为-51%,1986—2015年,有9 a

表4 北极陆地冰川物质平衡与平衡线高度及积累区比率的相关关系

Tab. 4 Relationship between glacier mass balanceand ELA and AAR of Arctic land glacier

冰川名称	$R_{MMB-ELA}$	$R_{MMB-AAR}$	A_{ELA}	C_{AAR}
Devon Ice Cap	-0.89**	0.94**	113	-11
White	-0.92**, -0.82**	0.96**, 0.89**	71	-34
Storglaciären	-0.91**	0.95**	9	4
Marmaglaciaeren	-0.61**	0.73**	5	-20
Riukojietna	-0.82**	0.88**	11	-51
Rabots glacier	-0.89**	0.90**	21	-26
Engabreen	-0.93**	0.93**	15	-8
Langfjordjøkelen	-0.96**, -0.72**	0.96**, 0.73**	14	-60
Wolverine	-0.83**	0.90**	10	-3
Gulkana	-0.84**	0.77**	12	-3
Igan	-0.88**	0.95**	6	-24
Obruchev	-0.91**	0.94**	4	-5
Austre Brøggerbreen	-0.94**	0.85**	28	-16
Hansbreen	-0.88**, -0.65**	0.91**, 0.84**	15	12
Irenbreen	-0.93**	0.68**	26	-30
Midtre Lovénbreen	-0.94**	0.88**	27	-23
Waldemarbreen	-0.87**	0.82**	18	-18
Kongsvegen	-0.95**	0.94**	23	-28

注:**表示在P<0.01水平上显著;$R_{MMB-ELA}$表示物质平衡与ELA的相关性;$R_{MMB-AAR}$表示物质平衡与AAR的相关性;A_{ELA}表示物质平衡减少100 mm,平衡线高度上升的距离(m);C_{AAR}表示积累区比率变化值(%)。

AAR为0。Austre Brøggerbreen冰川在1967—2017年,有7 a AAR为0。Marmaglaciaeren、Rabots glacier、Engabreen、Hansbreen、Waldemarbreen及Kongsvegen冰川仅在个别年份AAR为0,进一步发现,AAR为0的年份多出现在2000年之后,充分证明北极冰川在2000年之后加速消融,甚至个别冰川整个沦为消融区。

4 区域气候变化对冰川物质平衡的影响

北极作为全球气候的放大器,对气候变化的反映较中纬度地区明显[25]。北极地域辽阔,不同区域之间气候差异较大,对冰川物质平衡的影响也各不相同。从图6中可以看出,北极不同区域降水量变化不大,气温升高较为明显,温度变化与物质平衡有较好的对应关系。

如图6a所示,1960—2016年加拿大北极地区气温具有明显的上升趋势,57 a气温升高了5.7 ℃,变

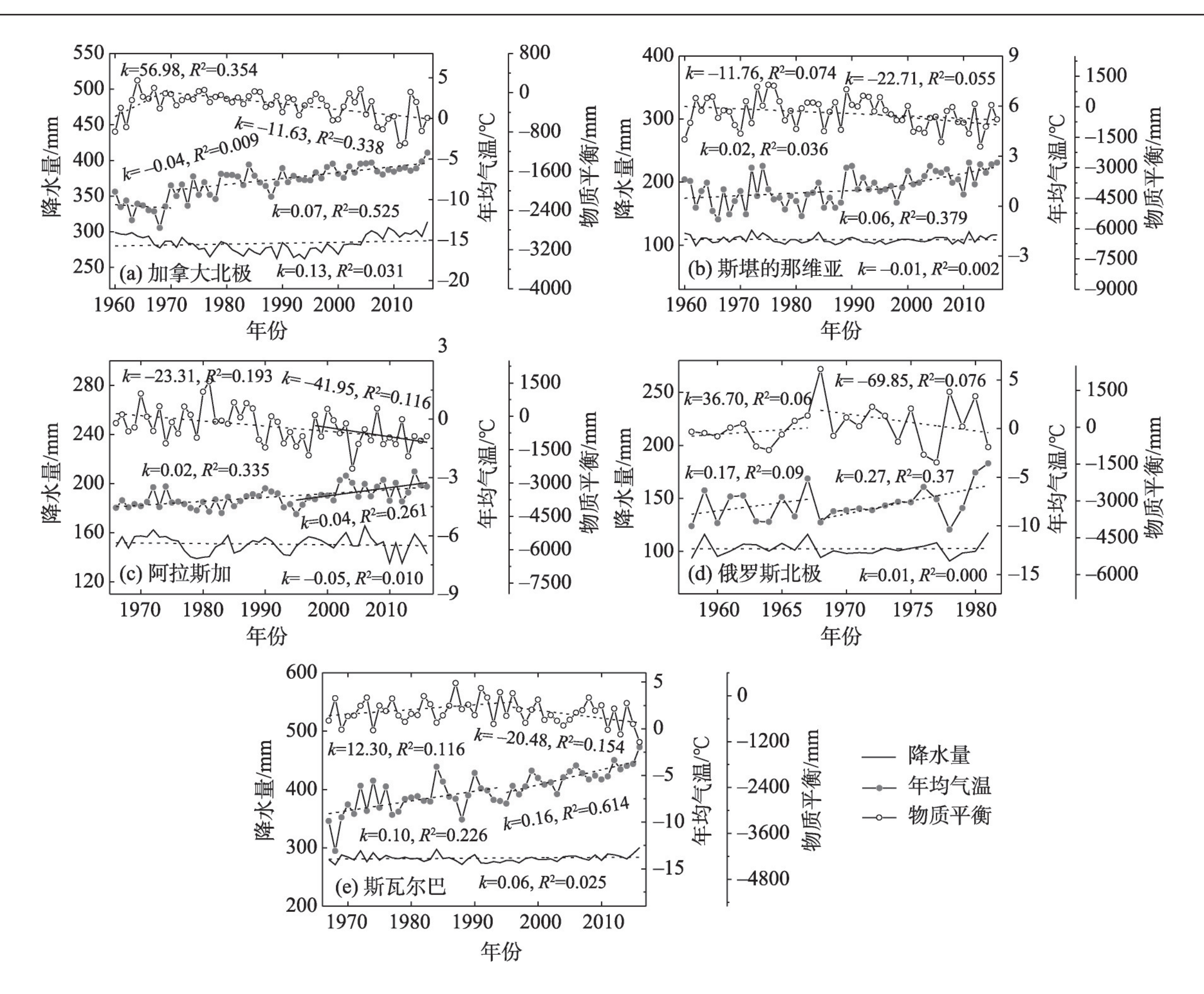


图6 区域冰川物质平衡与气温、降水的变化关系

Fig. 6 The relationship between the glacier mass balance and the changes of temperature and precipitationin different regions

化率为1.0 ℃·(10a)$^{-1}$。四季气温均有升高，其中冬季升温最快，夏季升温最慢。20世纪60年代，该地区气温呈下降趋势，同期冰川物质平衡增加。70年代之后，气温呈波动上升，年变化率为0.07 ℃·a^{-1}，冰川物质损失增加。分析发现，冰川物质平衡与秋冬季气温之间具有负相关关系（$r_{秋}$=−0.55，$r_{冬}$=−0.53，P<0.05），表明秋、冬季气温的上升导致冰川物质加速流失。该地区降水量变化较小，相关性分析发现，冰川物质平衡与降水量之间相关性并不显著，表明降水量对物质平衡影响较小。

如图6b所示，1960—2016年斯堪的那维亚地区降水变化较小，气温明显升高，57 a气温升高了1.7 ℃，变化率为0.3 ℃·(10a)$^{-1}$。季节升温明显，其中冬季升温最显著。20世纪90年代之后，气温加速上升，同期冰川物质损失加剧。分析发现，冰川物质平衡与夏季气温之间负相关关系显著（$r_{夏}$=−0.76，P<0.01），表明夏季温度的升高是该地区冰川消融的直接原因。年降水量较少，季节变化不明显，与物质平衡相关性较小。

如图6c所示，1966—2016年阿拉斯加地区平均温度为0.4 ℃，以0.2 ℃·(10a)$^{-1}$的速率上升。1995—2016年气温以0.4 ℃·(10a)$^{-1}$的速率变化，90年代中期之后平均温度较之前升高0.53 ℃，同一时期，物质平衡损失速率从−27.47 mm·a^{-1}上升到−41.95 mm·a^{-1}。1976—1988年物质平衡出现正平衡变化，最大值出现在1981年，为1575 mm，同期平均温度为−4.3 ℃，低于平均水平。分析发现，冰川物质平衡与冬季气温具有负相关关系（$r_{冬}$=−0.55，P<0.05）。51 a降水量变化较小，且与物质平衡相关性较低。

如图6d所示，1958—1981年斯堪的那维亚地区气温总体呈升高趋势，物质平衡在零平衡线附近上下波动。冰川受地理位置及本身复杂的形态结构（Igan冰川北部为环形谷型，南部为马鞍形）影响[19]，气候条件复杂，导致物质平衡变化复杂，1968年之

前表现尤为明显。1968年之后气温以0.27 ℃·a^{-1}的速率升高,同期物质平衡以-69.85 mm·a^{-1}的速率消融。分析发现,1968—1981年物质平衡与夏季气温之间具有显著的负相关关系($r_{夏}$=-0.79,P<0.01),物质平衡受夏季气温影响大。

如图6e所示,1967—2016年斯瓦尔巴地区气温显著升高,50 a气温升高5.5 ℃,变化率为1.1 ℃·(10a)$^{-1}$,多年平均气温为-7.2 ℃。20世纪90年代后期气温出现突变,同时期物质平衡加速消融,相关性分析发现,物质平衡与夏季气温具有显著的负相关关系($r_{夏}$=-0.75,P<0.01),表明夏季温度升高是该地区冰川物质损失的重要原因。降水量变化较小,与物质平衡之间的相关性并不显著,与何海迪等[26]研究结果一致。

5 结 论

(1) 北极冰川物质损失严重,近年来加速消融,冰川平均厚度减薄14.8 m,俄罗斯北极减薄最小,为4.3 m,阿拉斯加地区减薄最严重,为27.7 m。不同区域由于当地气候差异、洋流及其冰川类型、规模、地形等条件的差异,冰川物质平衡变化存在分异性。

(2) 20世纪60年代以来,北极冰川物质平衡总体呈负平衡增长趋势。60年代冰川物质平衡具有增加趋势,70—80年代冰川物质平衡处于稳定的负平衡状态,90年代冰川消融加速,90年代后期之后冰川物质进一步流失,损失速率从-128.2 mm·a^{-1}上升至-594 mm·a^{-1}。

(3) 北极冰川物质平衡与ELA呈负相关关系,与AAR呈正相关关系。当冰川物质平衡减小100 mm时,冰川ELA出现不同程度的上升,Devon Ice Cap冰川ELA上升幅度最大,Storglaciären、Marmaglaciaeren 、Igan及Obruchev冰川ELA上升幅度最小。个别冰川出现连续的AAR等于0的现象,且多出现在2000之后。

(4) 北极气温升高是影响冰川物质变化的主要因素,90年代之后北极各地区气温明显升高导致同期冰川物质加速流失,降水量变化对物质平衡影响较小。

致谢:感谢张慧博士在论文编撰过程中提供的帮助。

参考文献(References):

[1] Fischer A. Glaciers and climate change: Interpretation of 50 years of direct mass balance of Hintereisferner[J]. Global and Planetary Change, 2010, 71(1-2): 13-26.

[2] Screen J, Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification[J]. Nature, 2010, 464(7293): 1334-1337.

[3] Serreze M, Barry R. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis[J]. Global and Planetary Change, 2011, 77(1-2): 85-96.

[4] Rye C, Arnold N, Willis I, et al. Modeling the surface mass balance of a high Arctic glacier using the ERA-40 reanalysis[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2010, 115(F2): 141-150.

[5] Mark B, Dyurgerov M F M. Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of The United States of America, 2000, 97(4): 1406-1411.

[6] Zemp M, Nussbaumer S, Naegeli K, et al. Glacier mass balance bulletin: No. 12 (2010—2011) [R]. Zurich, Switzerland: World Glacier Monitoring Service, 2013.

[7] Zemp M, Nussbaumer S U, Gärtner-Roer I, et al. Global glacier change bulletin: No. 2(2014—2015) [R]. Zurich, Switzerland: World Glacier Monitoring Service, 2017.

[8] Huss M, Stöckli R, Kappenberger G, et al. Temporal and spatial changes of Laika Glacier, Canadian Arctic, since 1959, inferred from satellite remote sensing and mass-balance modelling[J]. Journal of Glaciology, 2008, 54(188): 857-866.

[9] Hodson A, Kohler J, Brinkhaus M, et al. Multi-year water and surface energy budget of a high-latitude polythermal glacier: Evidence for overwinter water storage in a dynamic subglacial reservoir[J]. Annals of Glaciology, 2005, 42(1): 42-46.

[10] Josberger E, Bidlake W, March R, et al. Glacier mass-balance fluctuations in the Pacific Northwest and Alaska, USA[J]. Annals of Glaciology, 2007, 46(1): 291-296.

[11] 程振波, 石学法, 吴永华, 等. 北极地区挪威斯瓦尔巴群岛及冰川地貌综述[J]. 海洋科学进展, 2008, 26(2): 260-265. [Cheng Zhengbo, Shi Xuefa, Wu Yonghua, et al. Asurvey of Norwegian Svalbard islands and glacial geomorphology in the Arctic regions [J]. Advances in Marine Science, 2008, 26(2): 260-265.]

[12] Authors C L, Brigham L, Mccalla R, et al. Arctic Marine Shipping Assessment 2009 Report[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2009.

[13] Ottobliesner B, Marshall S, Overpeck J, et al. Simulating Arctic climate warmth and icefield retreat in the last interglaciation[J]. Science, 2006, 311(5768): 1751-1753.

[14] 杨大庆. 北半球50条山地冰川近期的物质平衡状况[J]. 水科学进展, 1992, 3(3): 161-165.[Yang Daqing. On the mass balance of 50 mountain glaciers in the Northern Hemisphere[J]. Advances in Water Science, 1992, 3(3): 161-165.]

[15] Rasmussen L A, Conway H. Influence of upper-air conditions on glaciers in Scandinavia[J]. Annals of Glaciology, 2005, 42(1): 402–408.
[16] Marzeion B, Nesje A. Spatial patterns of North Atlantic Oscillation influence on mass balance variability of European glaciers[J]. Cryosphere, 2012, 6(3): 661–673.
[17] Nawri N, Harstveit K. Variability of surface wind directions over Finnmark, Norway, and coupling to the larger-scale atmospheric circulation[J]. Theoretical and Applied Climatology, 2012, 107(1–2): 15–33.
[18] Andreassen L, Kjøllmoen B, Rasmussen A, et al. Langfjordjøkelen, a rapidly shrinking glacier in northern Norway[J]. Journal of Glaciology, 2012, 58(209): 581–593.
[19] Voloshina A P. Some results of glacier mass balance research on the glaciers of the Polar Urals[J]. Polar Geography and Geology, 1988, 12(3): 200–211.
[20] 康世昌, 姚檀栋, 秦大河, 等.北极Svalbard地区气候变化特征及其与青藏高原对比[J].地理科学, 1998, 18(4): 21–28. [Kang Shichang, Yao Tandong, Qin Dahe, et al. Characteristics of climatic change in Svalbard in the Arctic and comparison with the Qinghai-Xizang Plateau[J]. Scientia Geographica Sinica, 1998, 18(4): 21–28.]
[21] Harald L. Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea[J]. Polar Research, 1991, 10(1): 5–18.
[22] Grabiec M, Leszkiewicz J, Głowacki P, et al. Distributionof snow accumulation on some glaciers of Spitsbergen[J]. Polish Polar Research, 2006, 27(4): 309–326.
[23] 王宁练, 贺建桥, 蒲健辰, 等.近50年来祁连山七一冰川平衡线高度变化研究[J].科学通报, 2010, 55(32): 3107–3115. [Wang Ninglian, He Jianqiao, Pu Jianchen, et al.Variations in equilibrium line altitude of the Qiyi Glacier, Qilian Mountains, over the past 50 years[J]. Chinese Science Bulletin, 2010, 55(32): 3107–3115.]
[24] 姚檀栋.冰川物质平衡、零平线及气候间的关系——以天山乌鲁木齐河源1号冰川为例[J].冰川冻土, 1987, 9(4): 289–300. [Yao Tandong. The relationship between glacier mass balance, zero flat line and climate: A case study of Urumqi Glacier No.1 in Tianshan Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1987, 9(4): 289–300.]
[25] Overland J. Future Arctic climate changes: Adaptation and mitigation time scales[J]. Earths Future, 2014, 2(2): 68–74.
[26] 何海迪, 李忠勤, 王璞玉, 等. 近50年来北极斯瓦尔巴地区冰川物质平衡变化特征[J]. 冰川冻土, 2017, 39(4): 701–709. [He Haidi, Li Zhongqin, Wang Puyu, et al. Variation characteristics of glacier mass balance in Svalbard, Arctic, in recent 50 years[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2017, 39(4): 701–709.]

Changes in the mass balance of Arctic Alpine glacier and its response to climate change

WANG Pan-pan[1], LI Zhong-qin[1,2], WANG Pu-yu[2], HE Hai-di[1], LIANG Peng-bin[1], MU Jian-xin[1]

(1. *College of Geography and Environment Sciences, Northwest Normal University, Lanzhou* 730070, *Gansu, China;* 2. *State Key Laboratory of Cryospheric Science/Tianshan Glaciological Station, Lanzhou* 730000, *Gansu, China*)

Abstract: As an indicator of climate change, glacier mass balance is used to evaluate the contribution of glaciers to runoff and sea-level rise. The monitoring of glacier mass balance has been going on for more than 70 years. On the basis of the data of mass balance, equilibrium-line altitude, and accumulation area ratio published by the world glacier monitoring service (World Glacier Monitoring Service, WGMS), we choose 23 glaciers with long-term observation in the Arctic as the research objects to analyze the mass balance of glaciers and the relationship between mass balance and equilibrium-line altitude andaccumulation area ratio. We found that the average thickness of Arctic glaciers decreased by 14.8 m during 1960–2017, with the smallest decrease in Russia, 4.3 m, and the largest in Alaska, 27.7 m;of the 23 glaciers, only the average mass balance of the Engabreen glacier was positive, the Kongsvegen glacier maintained a weak negative balance, and the mass balances of the other 21 glaciers were in a strong negative balance, indicating that the Arctic glaciers were in a strong negative balance. In the past 60 years, the mass balance of glaciers in the Arctic has shown a negative trend. From the late 1990s, glaciers began to melt faster, with a loss rate rising from −128.2 to −594 mm·a^{-1}. The mass balance negatively correlates with equilibrium-line altitude, with a positive correlation with the specific rate of accumulation area ratio. The increase in Arctic temperature is the main reason for the melting of glacial mass balance. The large increase of temperature in the 1990s resulted in the massive loss of glacial mass in the same period, and precipitation has little effect on the mass balance.

Keywords: glacier change; mass balance; equilibrium-line altitude; Alpine Glacier; Arctic